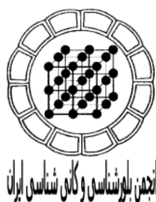
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۶۰۵ تا ۶۲۰



زمین‌دماسنجی و کانی‌شناسی رگه‌های سیلیسی در ناحیه ارزانفود (استان همدان)

مهرداد براتی*، اکرم استادحسینی، رضا علیپور، سیامک عبدی، ابراهیم فتاحی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۲/۲)

چکیده: ناحیه ارزانفود در جنوب شرق شهرستان همدان و شرق توده‌ی گرانیتوئیدی الوند و از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری زمین‌شناسی ایران در پهنه سنندج-سیرجان واقع شده است. رگه‌های کوارتز این منطقه در سنگ‌های دگرگونی شامل گارنت میکاشیست و اسلیت رخ داده‌اند که تشکیل شدن آنها در این منطقه با فعالیت‌های زمین‌ساختی در ارتباط است. روند اغلب گسل‌ها از شمال به سمت جنوب منطقه W۲۸N تا W۶۲N است. در بررسی‌های صحرایی، رگه‌های کوارتزی به سه نوع مختلف در منطقه دیده می‌شوند: ۱) رگه‌هایی به پهنای کمتر از ۱۰ سانتی‌متر و طول چند متر درون اسلیت و هورنفلس‌ها، ۲) رگه‌هایی به پهنای کمتر از ۲ متر و طول کمتر از ۲۰ متر با سنگ میزبان گارنت میکاشیست‌ها و اسلیت ۳) رگه‌ها و عدسی‌هایی با پهنای بیش از ۲ متر و طول بیش از ۲۰ متر که در سنگ‌های میکاشیست‌ها رخنمون دارند. بررسی‌های سیال‌های درگیر در کانی کوارتز، دمای همگن‌شدگی را بین ۹۸ تا ۴۰۸ درجه سانتیگراد و درجه شوری را بین ۳٫۷۲ تا ۲۲٫۹۱ درصد وزنی معادل نمک طعام نشان می‌دهد. دو فرآیند جوشش و رقیق شدن با آب‌های سطحی در کانی‌سازی دخالت داشته‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که نهشته‌های کوارتز منطقه، فراورده فعالیت گرمابی وابسته به فعالیت دگرگونی هستند و سیال‌های کانی‌ساز در اثر کاهش دما و فشار کوارتز را در فضاهای خالی ته‌نشین کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *رگه کوارتزی؛ سیال‌های درگیر؛ ارزانفود؛ سنگ‌های دگرگونی؛ گرانیتوئید الوند.*

مقدمه

ناحیه ارزانفود در ۱۷ کیلومتری جنوب شرق همدان و شرق باتولیت الوند و در مرز بین روستاهای یلفان تا ارزانفود قرار دارد. سنگ‌های این منطقه به طور عمده از سنگ‌های دگرگونی (انواع میکاشیست‌ها، اسلیت و هورنفلس) تشکیل شده است [۱-۳] که در اثر فعالیت زمین‌ساختی گسل‌های ارزانفود – یلفان، انجلاس- ورکانه و منگاوی-تفریجان دچار شکستگی‌ها و ریزگسل‌هایی شده‌اند.

بر اساس سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر کانی زیرکن [۴]، به نظر می‌رسد که پیدایش توده‌ی گرانیتوئیدی الوند هم‌زمان با توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد [۳]، آستانه [۵] و ناحیه الیگودرز در لرستان [۶] در زمان ژوراسیک میانی بوده که درون فیلیت‌ها نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی شده است که با شیست‌های لکه‌دار شروع گردیده و با هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها پایان می‌یابد [۷]. شیست‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله دگرگونی را تشکیل می‌دهند و در واقع حد بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه بالا (هورنفلس‌ها) هستند. با نزدیک شدن به توده الوند، در شیست‌های لکه‌دار، لکه‌های تیره‌ای از کردیریت به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر ظاهر می‌شوند [۸]. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای پهنه گسترده‌ای از منطقه را در برمی‌گیرند. گسترش اصلی این سنگ‌ها در شرق و جنوب شرقی توده الوند است. این سنگ‌ها از اسلیت تا شیست‌های مختلف متغیر هستند. با حرکت به سمت توده نفوذی الوند بر شدت دگرگونی مجاورتی افزوده شده، که در منطقه بررسی شده دگرگونی از رخساره شیست سبز شروع گردیده و تا اول رخساره آمفیبولیت ادامه می‌یابد [۹، ۱۰].

پیرامون باتولیت گرانیتوئیدی الوند، هاله دگرگونی به

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۸۱۳۸۳۴۱۴۶۰، پست الکترونیکی: barati@basu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

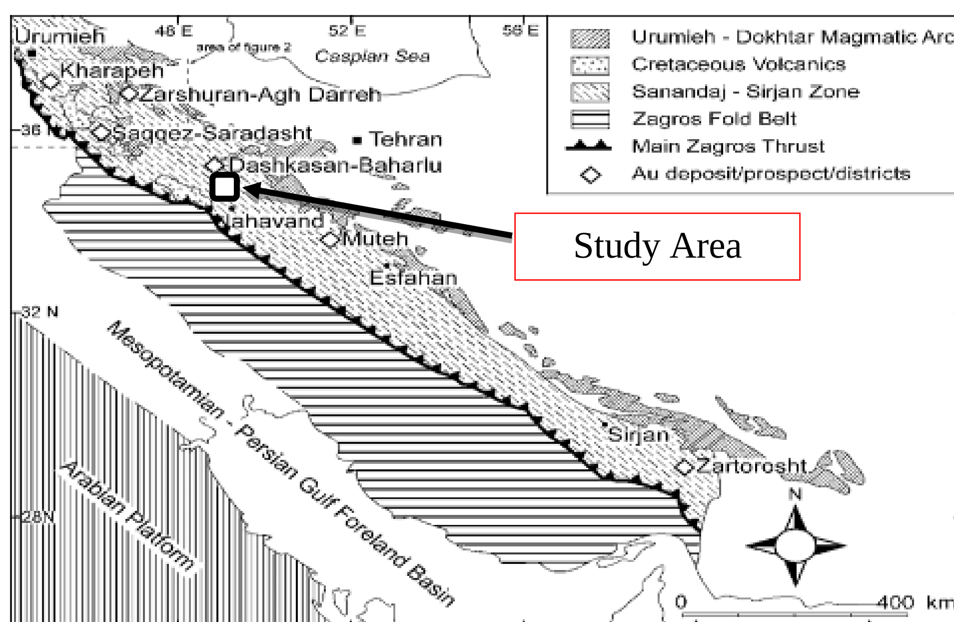
ضخامت چندین کیلومتر تشکیل شده است، که در آن، کانی‌های اقتصادی و صنعتی بسیاری وجود دارند. کوارتز یکی از این کانی‌هاست که به‌صورت رگه‌ای و عدسی در میان شیست‌ها و اسلیت‌ها حضور دارد. با توجه به گستردگی استفاده از منابع سیلیس در صنایع مختلف، پی جویی و بررسی تفصیلی این گونه ذخایر، به ویژه در نزدیکی شهرهای بزرگ، گام مهمی مهمی رونق صنایع معدنی و صنعتی وابسته است. هدف از این پژوهش، بررسی دقیق کانی‌شناسی سنگ میزبان، تعیین خاستگاه کوارتز بر پایه شواهد زمین‌شناسی و نیز بررسی سیال-های درگیر بوده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در استان همدان بین طول‌های جغرافیایی ′۳۵ °۴۸ تا ′۳۹ °۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۳۸ °۳۴ تا ′۴۴ °۳۴ شمالی واقع است. این منطقه در جنوب شرق باتولیت الوند و در مسیر سد اکباتان به ارزانفود قرار دارد که در گستره دگرگونی پهنه سنندج سیرجان واقع شده است (شکل ۱) [۱۱، ۱۲].

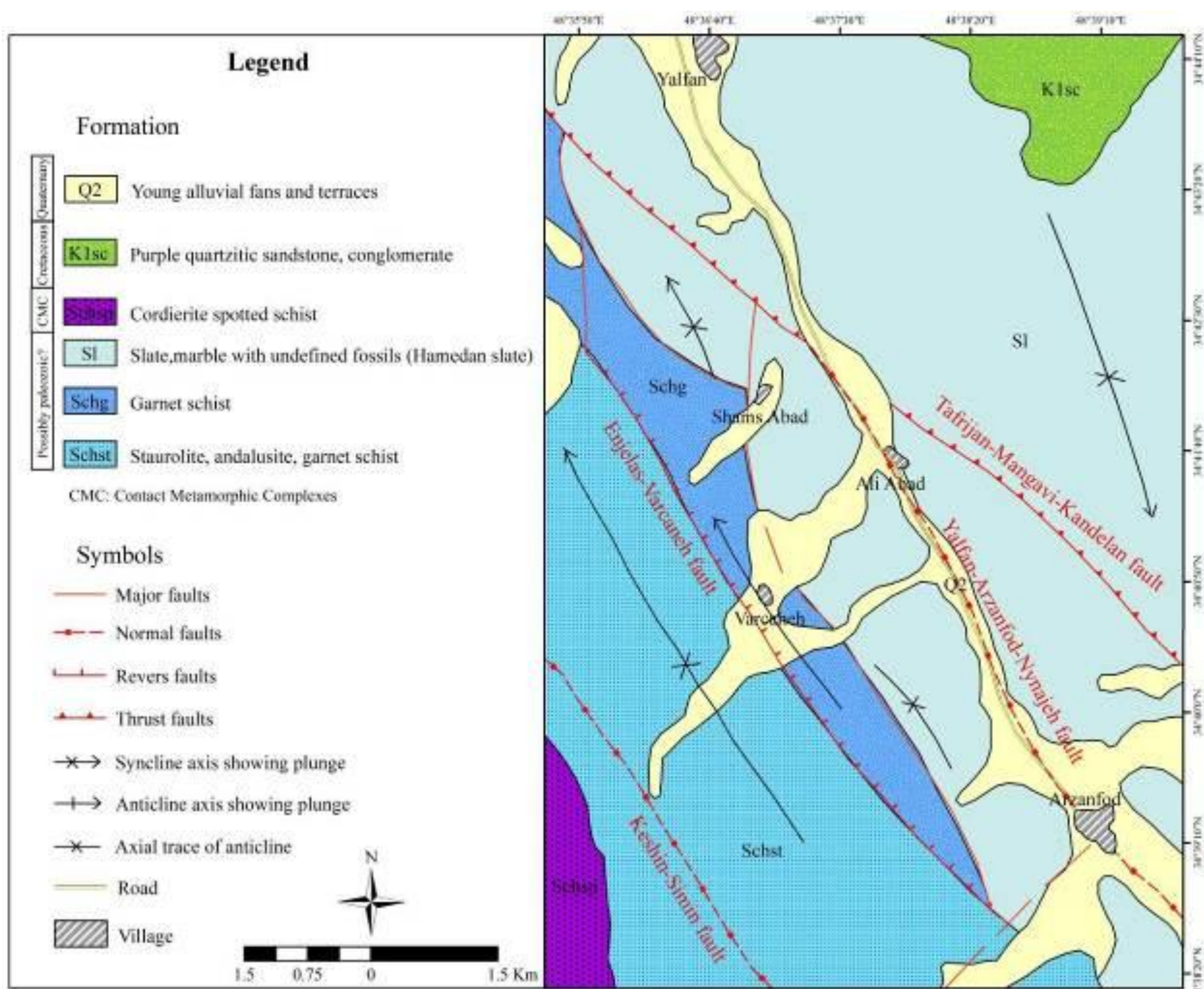
سنگ‌های این منطقه شامل ۱) انواع میکاشیست‌های دربردارنده شکفته بلورهای استارولیت – آندالوزیت – گارنت که بیشتر منطقه را پوشانده‌اند [۱۳]، ۲) آهک‌های مارنی که به-صورت همشیب بر شیست‌های سیاه رنگ رسوب گذاری کرده-اند و وابسته به ژوراسیک هستند، ۳) ماسه‌سنگ‌های آهکی که بصورت غیر همشیب فرسایشی بر سنگ‌های آهکی مارنی رسوب‌گذاری کرده‌اند و ۴) رسوب های آبرفتی که سازندهای قدیمی تر را پوشانده‌اند (در حد قلوه‌سنگ و آمیزه‌ای از رس و لای) هستند (شکل۲). منطقه دستخوش رویدادهای دگرگونی شده است. نخستین مرحله فاز کوهزایی در دوران ژوراسیک روی داده که در سیمرین میانی موجب دگرگونی سنگ‌های تخریبی شده و شیست‌ها را بوجود آورده است. دومین فاز دگرگونی به اواخر کرتاسه نسبت داده شده که موجب متورق شدن اسلیت‌ها، ذوب‌بخشی رسوب‌ها و تشکیل هورنفلس‌ها شده است [۱۴]. این منطقه دارای تنوع سنگ‌شناسی گسترده از شیست‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی متفاوت و با سن پالئوزوئیک تا ژوراسیک است (شکل ۲).

گسل‌های منطقه ارزانفود از روند کلی زاگرس پیروی می‌کنند و مهم‌ترین آن‌ها گسل ارزانفود- یلفان، انجلاس- ورکانه و تفریجان- منگاوی بوده که دارای روند کلی NNW-SSE با سن الیگوسن هستند و باعث ایجاد ریزگسل‌های منطقه شده‌اند [۱۵]. در این پهنه به علت عملکرد گسل‌های اصلی، در بیشتر رخنمون‌های سنگ میزبان شکستگی‌های برشی دیده می‌شود. فاز شکستگی افزون بر ایجاد گسلش در این پهنه، موجب گسترش سامانه‌های درزه نیز شده است. در بخش‌های عمیق‌تر که درجه دگرگونی بالاتر است، سیلیس برآمده از انحلال فشاری برخی از درزه‌های کششی ناشی از تنش برشی را پر کرده و در نتیجه تداوم تدریجی لغزش و تغییر شکل از درزه‌های کششی، ساخت‌های S شکل به وجود آمده‌اند [۱۱].



شکل۱ پهنه‌های مختلف کوهزاد زاگرس و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی در این پهنه [۱۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از چهارگوش ورقه‌ی یک به صد هزار همدان [۱۶].

در این پژوهش، برای بررسی ارتباط دقیق رگه‌ها و گسل‌های موجود در منطقه سه ناحیه اصلی انتخاب شده و در آنها، شیب و راستای رگه‌ها تعیین گردید. ناحیه نخست کنار روستای یلفان و در شمال منطقه موردبررسی با درجه دگرگونی ضعیف است، ناحیه دوم کنار روستای ورکانه و بخش‌های مرکزی منطقه مورد بررسی با درجه دگرگونی متوسط است، ناحیه سوم کنار روستای ارزانفود و در بخش‌های جنوبی منطقه موردبررسی بوده که با توجه به نزدیک بودن به توده الوند، دارای درجه دگرگونی شدید است.

با توجه به نمودار گل‌سرخی رسم شده، در ناحیه اول سه روند اصلی N-S، W-E و NW-SE دیده می‌شود و شیب رگه‌ها بیشتر به سمت W و S است (شکل ۳ الف)، در ناحیه دوم، دو دسته رگه اصلی با روند NW-SE و NE-SW وجود دارند که شیب آن‌ها به سمت SE و SW است (شکل ۳ ب)، در ناحیه سوم نیز، یک روند اصلی NW-SE دیده می‌شود که شیب آن‌ها نیز به سمت SW است (شکل ۳ پ). در کل، با حرکت از شمال منطقه به سمت جنوب، روندهای پراکنده در راستای گسل‌ها و رگه‌ها به روند غالب NW-SE تبدیل می‌شوند که این حالت ناشی از فعالیت و عملکرد گسل‌های اصلی در منطقه است [۱۷].

روش بررسی

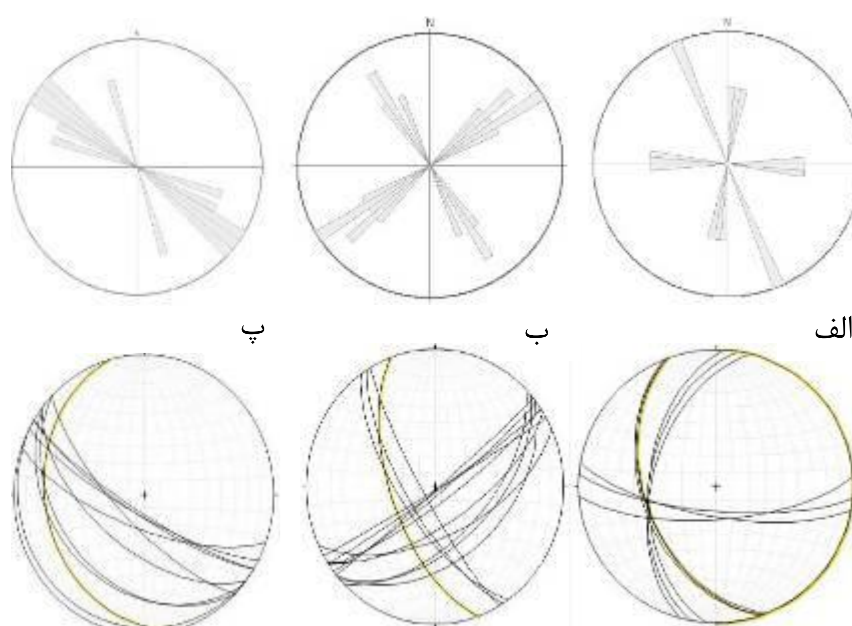
این پژوهش بر پایه بازدیدها و برداشت‌های میدانی و نمونه‌برداری برای بررسی‌های آزمایشگاهی گوناگون استوار است. برای بررسی کانی‌شناسی، از نمونه‌های جمع‌آوری شده، ۲۲ مقطع نازک سنگ تهیه گردید. برای آگاهی از ماهیت و ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی سیال‌های کانه‌ساز، ۱۶ مقطع نازک

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

دوبرصیقل در دانشگاه زنجان تهیه و پس از سنگ‌نگاری در دانشگاه بوعلی‌سینا، بررسی‌های ریزدماسنجی بر آنها در شرکت کانساران بینالود تهران با استفاده از میکروسکوپ زایس با صفحه لینکام مدل THMS600 انجام شد. دقت کار دستگاه طی گرمادهی و انجماد ۰/۱± درجه سانتی‌گراد و گستره دمایی آن بین ۱۸۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است.

سنگ‌نگاری

در منطقه یلفان تا ارزانفود، بیش از چهل رگه کوارتز درون شیست‌ها و اسلیت‌ها با کانی‌شناسی متنوع بررسی شدند. شیست‌های منطقه به صورت نواری موازی با روند شمال غرب-جنوب شرق در شرق تودهٔ نفوذی الوند و هاله دگرگونی آن گسترش دارند. انواع میکاشیست‌ها و اسلیت‌ها مرز تدریجی با هم دارند. بیشتر میکاشیست‌ها از کانی‌های اصلی کوارتز، مسکویت، بیوتیت، شکفته بلورهای استارولیت، آندالوزیت و گارنت تشکیل شده‌اند. در سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف که دور از توده الوند قرار دارند، شبکه‌ای از رگه‌های نازک کوارتز در سنگ میزبان‌های دگرگونی اسلیت و فیلیت تشکیل شده است (شکل ۴).



شکل ۳ نمودار گل‌سرخی و سه بعدنگار رگه‌های نواحی ارزانفود: الف) ناحیه اول، سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف، ب) ناحیه دوم، سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و پ) ناحیه سوم، سنگ‌های دگرگونی با درجه شدید.





شکل ۴ الف) تصویری از رگه‌های متقاطع کوارتز درون سنگ میزبان اسلیت در منطقه یلفان و ب) شبکه‌ای از رگه‌های موازی تا نیمه موازی کوارتز درون سنگ میزبان در منطقه.

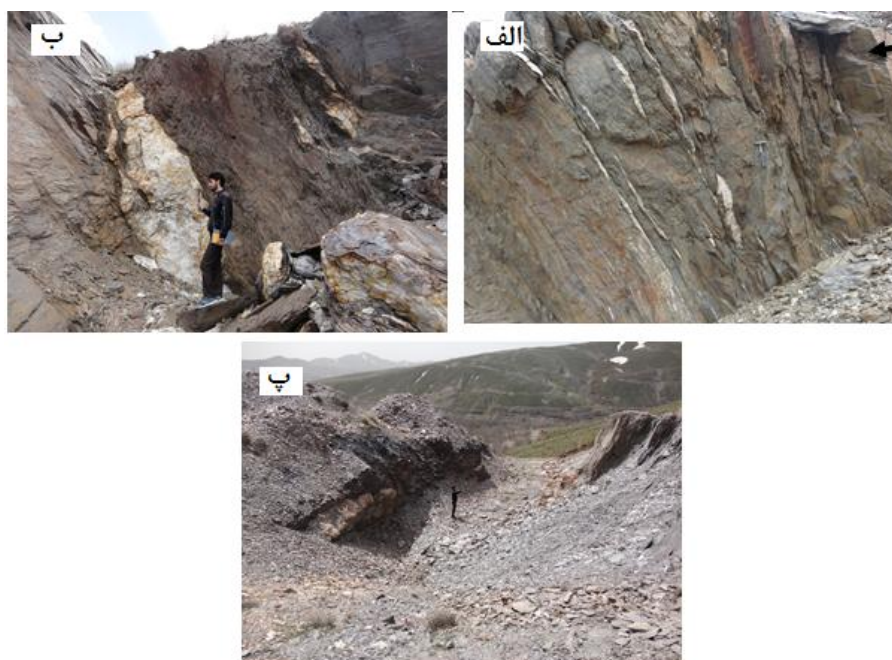
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

در بازدیدهای میدانی انجام شده در منطقه یلفان تا ارزانفود، رگه‌های کوارتزی بیشتر به‌صورت عدسی‌ها و رگه‌های نزدیک به قائم کوچک و بزرگ (به طول چندمتر تا چند ده‌متر) هستند. همچنین رگه‌های موازی شیستوارگی به ضخامت کمتر از یک سانتیمتر تا چند متر نیز دیده می‌شوند. از شمال به سمت جنوب غرب منطقه از تعداد رگه‌ها کاسته و بر تعداد عدسی‌ها افزوده می‌شود.

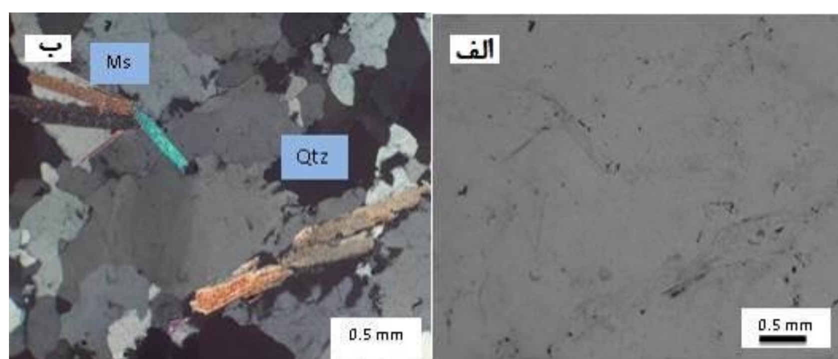
رگه‌های کوارتز در این منطقه براساس اندازه به سه نوع متفاوت دیده می‌شوند: ۱) نوع۱: رگه‌هایی به ضخامت کمتر از ۱۰ سانتی‌متر و طول چند متر درون سنگ‌های اسلیت و هورنفلس‌ها (شکل ۵ الف)، ۲) نوع۲: رگه‌هایی به ضخامت کمتر از ۲ متر و طول کمتر از ۲۰ متر با سنگ میزبان گارنت میکاشیست و اسلیت (شکل ۵ ب) و ۳) نوع۳: رگه‌هایی به ضخامت بیش از ۲ متر و طول بیش از ۲۰ متر که در سنگ‌های میکاشیست رخنمون دارند (شکل ۵ پ).

با توجه به بازدیدهای صحرایی و نقشه‌های موجود از منطقه، سنگ‌های اسلیتی و گارنت میکاشیست‌ها که بیشترین رخنمون را در منطقه دارند بررسی شدند که نتایج در ادامه بیان می‌شوند.

اسلیت: بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک از اسلیت میزبان نشان می‌دهد که این اسلیت‌ها غنی از میکا بوده و کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل مسکوویت، بیوتیت، کوارتز و گارنت هستند. در مقاطع نازک، کوارتز بخش عمده و بقیه را میکاها (بیوتیت و مسکوویت)، شامل شده‌اند (شکل ۶).



شکل ۵ انواع رگه‌های کوارتز در منطقه مورد بررسی: الف) رگه‌های نوع ۱ در راستای درزه‌های منطقه. ب) رگه‌های نوع ۲ و پ) رگه‌های نوع ۳.



شکل ۶ بافت دانه‌شکفتی مقطع نازک سنگ کوارتز منطقه مورد بررسی. الف) نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) و ب) نو قطبیده متقاطع (XPL)، (Ms: مسکویت و Qtz: کوارتز [۱۸]).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

گارنت میکاشیست‌ها: در بررسی‌های میکروسکوپی، گارنت میکاشیست‌ها شامل کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و اکسید آهن هستند (شکل ۷). گارنت در این سنگ‌ها به‌صورت نیمه شکل دار تا شکل‌دار همراه با ادخال‌هایی از کوارتز و اکسید آهن دیده می‌شود. دو نسل از گارنت بررسی شدند (شکل۷): ۱) گارنت‌های پیش از زمین‌ساخت با سایه فشاری متقارن و کلاه واتنشی نمایان همراه با برگوارگی و توالی از لایه‌های غنی از میکا و غنی از کوارتز و بافت پورفیری ورقه شکفتی (شکل ۷ الف و ب) و ۲) گارنت‌های هم‌زمان با زمین-ساخت همراه با سایه فشاری نامتقارن (شکل‌های ۷ پ و ت).

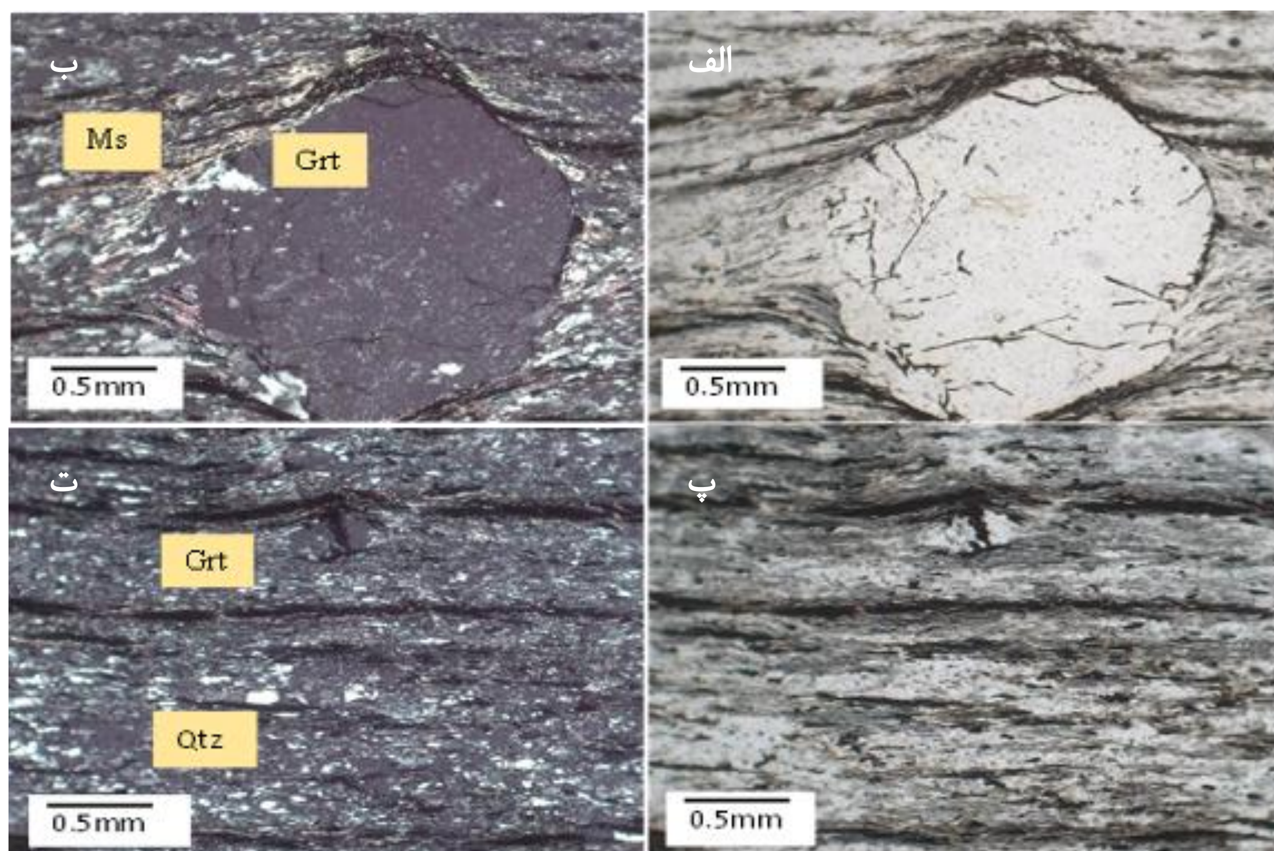
کانی شناسی

در نمونه‌های دستی و بازدیدهای صحرایی، چند نوع از کوارتز از نظر رنگ دیده شدند. تنوع رنگ کوارتزها به حضور ذرات بسیار ریز رس، کلریت، Mn،Fe^{+3}،Fe^{+2}،Ti،C و مواد پرتوزا در لایه‌های رشد بلوری نسبت داده شده است [۱۹].

کوارتزهای زرد رنگ: در این نوع کوارتز رگه‌های زرد رنگ درون شکستگی‌ها و در سطوح بین بلوری به وجود آمده‌اند که ممکن است سیال‌های به وجود آورنده دارای ماهیت اکسایشی باشند و همچنین سیال‌های سطحی که موجب اکسایش مگنتیت درون سنگ میزبان شده‌اند، آن‌ها را به هماتیت و لیمونیت اکسید کرده باشند [۲۰]. این اکسیدها درون شکستگی‌ها و سطوح بلوری رسوب کرده و رنگ زرد در آن‌ها ایجاد کرده‌اند [۲۱] (شکل‌های ۸ الف و ب).

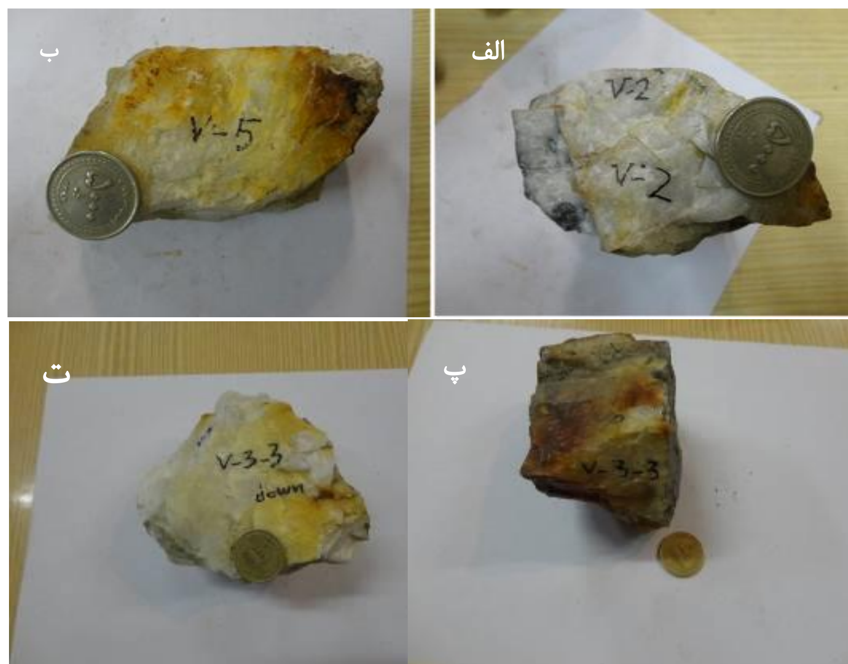
در بعضی از نهشته‌های منطقه مورد بررسی، کوارتز زرد رنگ در بخش پایینی با اکسید ضعیف‌تر (لیمونیت) و در بخش بالایی با اکسیدهای شدید (هماتیت) دیده می‌شود (شکل‌های ۸ پ و ت).

کوارتز دودی: رنگ دودی به‌حضور ناخالصی‌های پرتوزا و رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز به حضور مقادیر کمی Ti^{4+} به‌صورت ناخالصی در کوارتز نسبت داده می‌شود (شکل ۹) [۲۲].



شکل۷ تصاویر میکروسکوپی از گارنت میکاشیست: الف) بلور گارنت پیش از اعمال نیروهای زمین‌ساختی PPL، ب) همان عکس در XPL، پ) بلور گارنت هم‌زمان با اعمال نیروهای زمین‌ساختی در XPL، ت) همان عکس در PPL. (Grt:گارنت، Ms: مسکویت، Qtz: کوارتز [۱۸]).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]



شکل ۸ نمونه دستی کوارتز زرد رنگ: الف) لیمونیت درون شکستگی، ب) رنگ زرد در سطح نمونه، پ) نمونه دستی از بخش بالای نهشته که کوارتز قرمز رنگ است و ت) نمونه دستی از بخش پایین نهشته در منطقه ورکانه که بر سطح نمونه لیمونیت دیده می‌شود.



شکل ۹ نمونه دستی کوارتز دودی رنگ.

کوارتز سفید تا شیری رنگ: این نوع از کوارتز از یک سیال ابراشباع از کوارتز بدون حضور ناخالصی‌ها و یا واکنش با سنگ در برگیرنده به آرامی رشد کرده و علت رنگ سفید تا شیری در آن‌ها فراوانی سیال‌های درگیر بزرگ و کوچک درون بلور آن‌هاست [۲۰] (شکل ۱۰).

کوارتزهای خاکستری تیره تا سیاه رنگ: تیره بودن کوارتز را به وجود مقادیر کمی از ترکیب‌های کربن درون شبکه کانی یا لایه‌های رشد و یا حضور عناصر کمیاب چون Mg Mn, U, Mo, Ga, Zn, Co, ,Ni, Li نسبت داده‌اند.

از مهم‌ترین دلایل رنگ دودی در کوارتز می‌توان به‌وجود عناصر پرتوزا چون اورانیم و توریم [۲۲] و نیز عنصر آلومینیم [۲۳] به جای سیلیسم اشاره کرد (شکل ۱۱). در مناطق با کوارتزهای دودی، سریسیت اغلب می‌تواند به‌صورت فانتوم (رشد سطحی) در بلور کوارتز ظاهر شود. بر این اساس، به احتمال بسیار بتوان حضور سریسیت و کلریت را به‌صورت میانبار جامد درون بلور کوارتز، یکی دیگر از عوامل مؤثر در ایجاد رنگ دودی در نظر گرفت [۲۴].

سه نوع کوارتز تک بلور، بسبلور و نهان بلور در بررسی‌های میکروسکوپی دیده شد (شکل ۱۲). مقدار کوارتزهای تک بلور از بسبلور بیشتر است و در مجموع ۴۰ تا ۸۰ درصد قطعه‌های را در بخش‌های مختلف تشکیل می‌دهند. گردشدگی کوارتزهای بسبلور اغلب متوسط تا زیاد بوده و اندازه آنها از ۰/۱

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

میلی متر تا ۳ سانتی متر متغیر است. کواتزهای نهان بلور (کلسدونی) در مراحل پایانی نهشت سیال‌های کانه‌ساز شکل گرفته‌اند (شکل ۱۲ الف). کوارتزهای دگرگونی می‌توانند شامل کوارتزهای دگرگونی ناشی از بازتبلور، کوارتزهای برگواره و کوارتزهای دگرگونی کشیده شده باشد که البته نوع اول فراوانتر است. کوارتزهای دگرگونی ناشی از بازتبلور، بسبلوری هستند، به طوری که بلورها به صورت موزاییک‌های هم اندازه و با کناره‌های مسطح تا نیمه دندانه‌دار و گاهی دندانه‌دار دیده می-شوند. خاموشی آنها مستقیم است و گاهی میانبارهایی از میکا و واکوئول در آنها دیده می‌شود. به دلیل استحکام پایین، احتمال خرد شدن آنها بالاست، به طوری که در بسیاری از بخش‌ها، شکستگی و گاهی خردشدگی وجود دارد. این نوع کوارتزها در فشار بالا، ذوب شده و بازتبلور یافته‌اند و به احتمال بسیار از سنگ‌های به شدت دگرگون شده چون شیست شکل گرفته‌اند [۲۵].



شکل ۱۰ الف و ب) نمونه دستی کوارتز نوع شیری و سفید رنگ.



شکل ۱۱ نمونه دستی کوارتز سیاه رنگ.



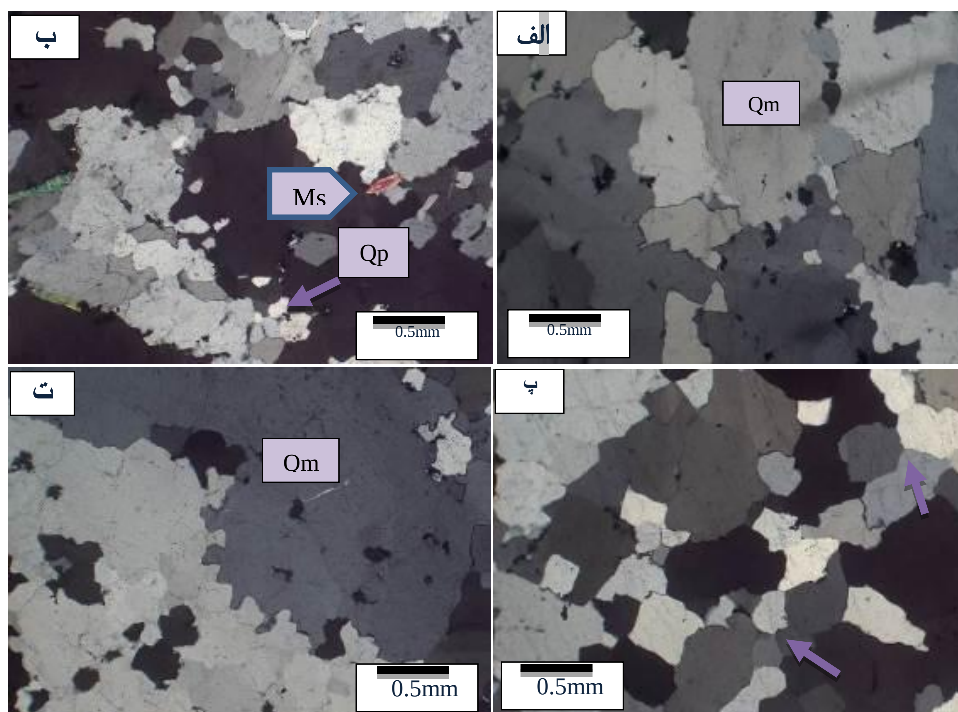
شکل ۱۲ انواع مختلف کوارتز در مقاطع موردبررسی در XPL . الف) کوارتز نهان بلور. ب) کوارتز تک بلور (Qm) بسبلور (Qp).

الیوت [۲۶] مدلی ارائه نموده است که در آن، جدایش کانی در رگه‌ها و بخش‌های روشن طی فرآیند نشر اجزای تشکیل‌دهنده کانی صورت می‌گیرد حمل مواد از راه نشر به کمترین مقدار سیال نیاز دارد [۲۷]. رگه‌های کوارتز، ساختار، توزیع و ویژگی‌های شیمیایی، مدل نشر از زمینه سنگ به درون رگه‌ها را تأیید می‌نمایند. در این مدل، کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی در اثر افزایش دما واکنش انجام داده و سیلیس آزاد می‌کنند. سیلیس آزاد شده در سیال‌های حل شده به سمت مناطق کم فشار حرکت کرده و سرانجام در آنها ته‌نشین می‌شود. فرایندهای زمین‌ساختی سبب خردشدگی در سنگ و ایجاد فضای مناسب برای ته‌نشست سیلیس می‌شوند. بررسی‌های ایزوتوپی و سیال‌های درگیر توسط برانتلی [۲۸] نشان می‌داد که سیال‌هایی پرکننده درزه‌ها به‌طور محلی تشکیل شده‌اند و در واقع مواد سازنده رگه‌های کوارتز در محل نشر یافته و به‌صورت رگه رسوب کرده‌اند. این فرآیند در تشکیل بخش‌های روشن کوارتزی منطقه که دانه‌های آن‌ها کوچک‌تر است نقش داشته است [۲۹] (شکل‌های ۱۳ الف و ب).

در بلورهای کوارتز با افزایش دما، در مقادیر متوسط تا بالا، ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، بافت‌های دگرشکلی چون ریز دانه‌ها، دانه‌های جدید و مهاجرت مرز دانه‌ها تشکیل می‌شوند [۹] (شکل ۱۳ الف).

رفتار کوارتز طی دگرشکلی می‌تواند به برآورد نسبی دما هنگام تغییرات ساختاری کمک کند، ریز ساختارهای دیده شده در بلورهای کوارتز شامل خاموشی موجی، انحلال فشاری همراه با ایجاد شکستگی که در دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی گراد دیده می‌شوند هستند. بلورها در دمای پایین به‌صورت دانه‌های بازتبلور یافته کوچک و محدب در طول مرز دانه‌ها دیده می‌شوند. با افزایش دما طی دگرشکلی، بازتبلور و نمایش ریز ساختارها و مرز دندانه‌دار بلورها در دماهای ۴۰۰-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده و بافت غالب به‌صورت ریزدانه پیرامون بلورهای درشت مشخص می‌شود. در دماهای به نسبت بالا، تحرک در مرز بلور افزایش یافته و منجر به مهاجرت مرز بلور می‌شود [۳۰-۳۲] بازتبلور با مهاجرت مرز دانه در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد [۳۲، ۳۳] وجود شکستگی، خاموشی موجی و مرزهای دندانه‌دار را در بلورهای کوارتز به تغییر شکل زمین‌ساختی پس از تبلور نسبت می‌دهند [۳۴] (شکل ۱۳ ت).

با افزایش دما، دانه‌های باز تبلور یافته مرزهای به نسبت مستقیم‌تر را نشان داده و ریز دانه‌ها شروع به چرخش می‌کنند [۳۵] (شکل ۱۳ پ).



شکل ۱۳ الف و ب) ظهور دانه‌های جدید و کوچک پیرامون هسته‌های قدیمی کوارتز. پ) مرزدندانه‌دار دانه‌های کوارتز و مهاجرت مرز دانه‌ای در کوارتزها. ت) دانه‌های کوارتز با زاویه گوشه‌ای ۱۲۰ درجه یا زاویه دو سطحی در XPL، (پیکان‌ها دانه‌های کوارتز با زاویه ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهند. همه تصاویردر XPL ثبت شده‌اند. Qm:. کوارتز تک بلور، Qp: کوارتز بسبلور و Ms: مسکویت).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

بررسی سیال‌های درگیر

سنگ‌نگاری سیال‌های درگیر

انواع سیال‌های درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه دروغین در نمونه‌ها دیده شد که در این بررسی‌ها از سیال‌های درگیر اولیه استفاده شد. سیال‌های درگیر در کانی کوارتز در منطقه مورد بررسی با اندازه‌های بسیار متغیر از کمتر از ۷ میکرون تا ۴۰ میکرون دیده می‌شود (شکل ۱۴). سیال‌های درگیر دیده شده اغلب دارای شکل‌های دوکی، بی‌شکل و کروی هستند. سیال‌های درگیر در نمونه‌های کوارتز برداشت شده از منطقه موردبررسی، به چهار دسته تقسیم می‌شوند که در ادامه بیان می‌شوند.

سیال‌های تک فازی (L): نزدیک به ۲۰ درصد نمونه‌های بررسی شده را شامل شده و بیشتر در اثر فرآیند باریک‌شدگی در سیال‌ها دیده می‌شوند. این میانبارها، در اندازه ۵-۲ میکرون و بیشتر از نوع اولیه هستند (شکل ۱۴ الف).

سیال‌های تک فازی (V) اغلب به شکل‌های منفی بلور و بیضوی دیده می‌شوند و اندازه آن‌ها از ۵ تا ۴۰ میکرون متغیر است (شکل ۱۴ ب).

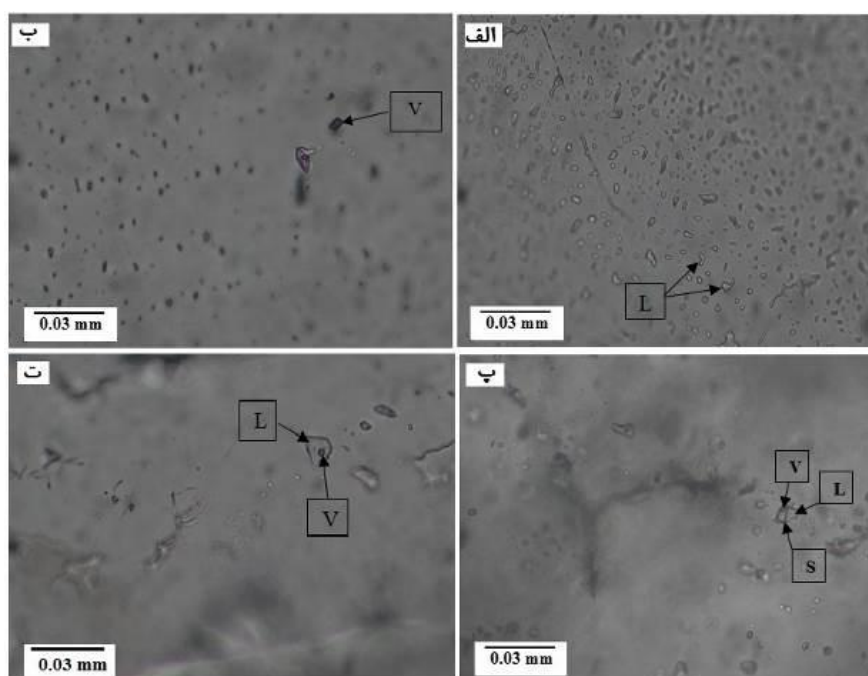
سیال‌های سه فازی (S+L+V) درصد کمی از نمونه‌های بررسی شده را شامل می‌شوند این گروه از سیال ها از نوع اولیه هستند و درجه پرشدگی آنها به بالای ۵۰٪ می‌رسد. این سیال-ها دارای هر سه فاز جامد، مایع و گاز هستند و فاز جامد با توجه به شکل ظاهری آن هالیت است (شکل ۱۴ پ).

سیال‌های دوفازی (L+V) نزدیک به ۷۵ درصد نمونه‌های بررسی شده را شامل می‌شوند در بیشتر سیال‌های درگیر، ماده اصلی آب و پس از آن دی اکسید کربن است [۳۶]. این سیال-های درگیر در اندازه ۴۰-۵ میکرون و بیشتر از نوع اولیه هستند، درجه پرشدگی برای این نوع از سیال‌ها ۸۵ تا ۹۵ درصد است (شکل ۱۴ت).

دماسنجی، تعیین نوع محلول و مقدار شوری سیال‌های درگیر برای ۶۲ سیال دوفازی (**L+V**) در کانی کوارتز از نهشته‌های منطقه مورد بررسی انجام شد.

ریزدماسنجی سیال‌های درگیر

دمای همگن شدگی $^{\circ}$C ۴۰۸-۹۸ (با میانگین $^{\circ}$C ۱۶۴) است (جدول ۱) (شکل ۱۵ب). اگر شواهد باز تعادل در نمونه دیده نشود [۳۷]، ولی شواهد جوشش یا ناآمیختگی وجود داشته باشد، نیاز به تصحیح فشار نیست و می‌توان دمای همگن‌شدگی را برابر با دمای به‌دام افتادن سیال در نظر گرفت [۳۸]. با توجه به شواهد جوشش در منطقه مورد بررسی (شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری سیال)، می‌توان این دما را به‌عنوان دمای تشکیل کانی یا به عبارتی، دمای همگن‌شدگی را همان دمای به‌دام افتادن سیال کانه‌ساز دانست.

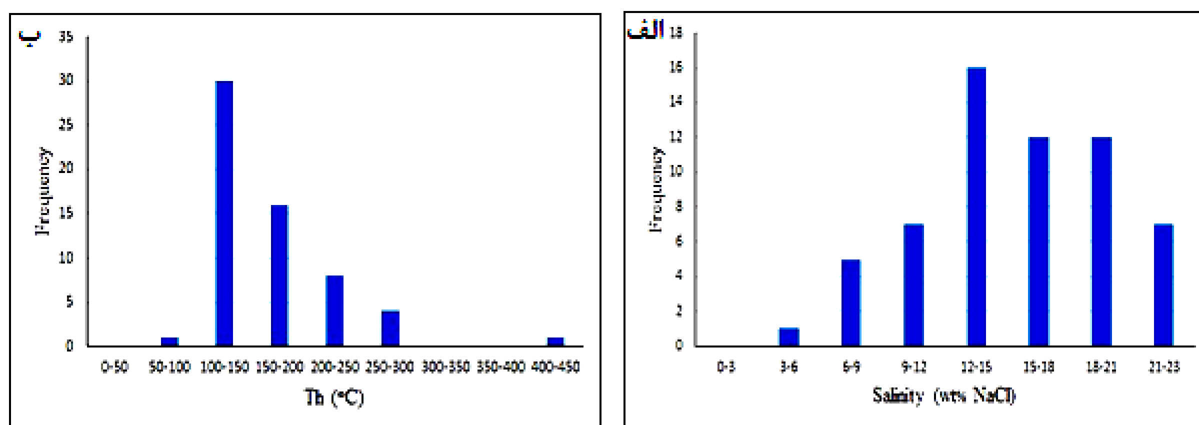


شکل ۱۴ انواع سیال‌های درگیر دیده شده: الف) تک فازی مایع، ب) تک فازی بخار، پ) سه فازی بخار، مایع و جامد (هالیت) و ت) دو فازی بخار و مایع.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]

جدول ۱ نتایج ریزدماسنجی سیال درگیر در کانی کوارتز نهشته‌های مورد بررسی.

چگالی	شوری(wt%NaCl)	T_h	خاستگاه	نوع	اندازه (μm)	میزبان
۱٫۰۲	۱۵٫۷۴	۹۸٫۲	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۱	۹٫۹۸	۱۰۰٫۳۲	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۱٫۰۴	۱۴٫۱۳	۱۰۲٫۵۸	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۳	۱۱٫۹۱	۱۰۷٫۳۲	اولیه	L+V	۱۲	کوارتز
۱٫۰۳	۱۳٫۲۷	۱۰۹٫۱۲	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۱٫۰۳	۱۲٫۹۷	۱۱۴٫۳۱	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۱٫۰۳	۱۴٫۴	۱۱۵٫۳۶	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۵	۱۵٫۸۸	۱۱۵٫۵۱	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۴	۱۳٫۵۷	۱۱۸٫۵۹	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۱٫۰۵	۱۶٫۸۷	۱۱۹٫۱۲	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۷	۲۱٫۶۶	۱۵۲٫۰۸	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۱	۱۲٫۹۷	۱۵۶٫۴۱	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۷	۱۹٫۱۵	۱۲۴٫۷۶	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۱٫۱	۲۲٫۵۱	۱۲۸٫۶۷	اولیه	L+V	۱۲	کوارتز
۱٫۱۱	۲۲٫۳	۱۰۹٫۱۲	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۱٫۱۱	۲۲٫۹۱	۱۱۸٫۵۹	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۱	۲۲٫۴۱	۱۲۳٫۳۳	اولیه	L+V	۲۰	کوارتز
۱٫۰۱	۲۰٫۱۹	۲۱۴٫۹۰	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۰٫۹۶	۲۱٫۳۷	۲۷۶٫۳۰	اولیه	L+V	۱۸	کوارتز
۰٫۹۳	۱۵٫۶۱	۲۵۶٫۳۰	اولیه	L+V	۱۶	کوارتز
۱	۱۱٫۹۱	۱۴۷٫۶۲	اولیه	L+V	۲۵	کوارتز
۰٫۹۶	۷٫۱۲	۱۵۵٫۶۳	اولیه	L+V	۱۲	کوارتز
۱٫۰۴	۱۷٫۷۰	۱۵۸٫۱۴	اولیه	L+V	۱۶	کوارتز
۰٫۹۸	۶٫۳۶	۱۲۳٫۱۱	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۰٫۹۶	۶٫۷۶	۱۶۰٫۸۵	اولیه	L+V	۱۳	کوارتز
۱٫۰۱	۱۴٫۹۶	۱۵۹٫۸۰	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۱٫۰۲	۱۵٫۴۹	۱۶۱٫۴۵	اولیه	L+V	۱۴	کوارتز
۱٫۰۱	۱۶٫۹۹	۱۸۱٫۲۳	اولیه	L+V	۲۲	کوارتز
۰٫۹۷	۱۹٫۲	۲۴۶٫۹۴	اولیه	L+V	۳۰	کوارتز
۰٫۹۷	۱۸٫۸	۲۴۳٫۱۸	اولیه	L+V	۲۰	کوارتز
۱	۱۸٫۶۳	۲۱۳٫۱۱	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۰٫۹۷	۱۷٫۷۸	۲۳۵٫۶۶	اولیه	L+V	۲۰	کوارتز
۰٫۹۶	۲۰٫۶	۲۶۵٫۷۴	اولیه	L+V	۴۰	کوارتز
۰٫۹۵	۱۸٫۶۳	۲۵۸٫۲۲	اولیه	L+V	۳۰	کوارتز
۰٫۹۷	۱۸٫۴۸	۲۳۹٫۴۲	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱	۱۸٫۲۱	۲۰۵٫۵۹	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۱	۱۷٫۸۲	۲۰۵٫۵۹	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۰٫۹۸	۱۰٫۱۴	۱۶۰٫۴۷	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۰٫۹۸	۳٫۷۲	۱۰۲٫۵۸	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۱٫۰۶	۱۷٫۶۶	۱۲۹٫۶۵	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۱٫۰۷	۱۹٫۵۳	۱۳۴٫۱۶	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۲	۱۴	۱۴۴٫۶۸	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۰٫۹۷	۷٫۵	۱۴۵٫۴۴	اولیه	L+V	۱۲	کوارتز
۱	۱۷٫۷۶	۱۴۹٫۲۰	اولیه	L+V	۱۵	کوارتز
۰٫۹۹	۹٫۳	۱۴۰٫۱۷	اولیه	L+V	۱۳	کوارتز
۰٫۹۸	۸٫۴	۱۴۱٫۶۸	اولیه	L+V	۱۴	کوارتز
۱٫۰۸	۱۹٫۵۳	۱۳۰٫۴۰	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۱٫۰۸	۱۸٫۹۳	۱۲۶٫۶۴	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۱٫۰۸	۱۷٫۶۶	۱۱۵٫۳۶	اولیه	L+V	۶	کوارتز
۱٫۰۶	۱۴٫۰۴	۹۸٫۸۲	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۱٫۰۵	۱۵٫۴۲	۱۲۸٫۱۴	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۱٫۰۷	۱۴٫۸۲	۱۰۰٫۳۲	اولیه	L+V	۵	کوارتز
۱٫۰۴	۱۳٫۸۸	۱۱۹٫۱۲	اولیه	L+V	۷	کوارتز
۰٫۹۸	۱۳٫۷	۱۹۰٫۵۵	اولیه	L+V	۷	کوارتز
۱	۱۲٫۹۸	۱۶۲٫۷۳	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۰٫۹۹	۱۴	۱۷۹٫۲۷	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۰٫۹۹	۱۲٫۶۸	۱۶۷٫۹۹	اولیه	L+V	۸	کوارتز
۰٫۹۶	۱۲٫۲۳	۱۹۴٫۳۱	اولیه	L+V	۱۰	کوارتز
۰٫۹۹	۱۱٫۹۱	۱۶۰٫۴۷	اولیه	L+V	۹	کوارتز
۰٫۷۹	۲۱٫۹۴	۴۰۸٫۵۹	اولیه	L+V	۹	کوارتز



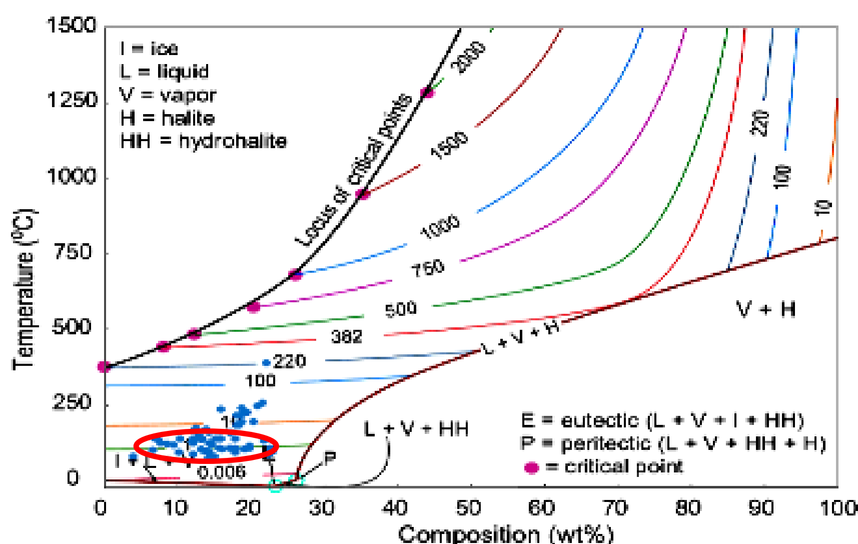
شکل ۱۵ الف) نمودار فراوانی شوری سیال‌های منطقه موردبررسی. ب) نمودار فراوانی دمای همگن‌شدگی (Th) منطقه موردبررسی.

شوری سیال‌های درگیر منطقه مورد بررسی ۳/۷۲ تا ۲۲/۹۱ درصد وزنی معادل نمک طعام (میانگین ۱۵/۳۴٪ نمک طعام) است (شکل ۱۵ الف).

برای تعیین فشار بخار سیال‌های درگیر کانی کوارتز منطقه موردبررسی، داده‌های دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری در نمودار منحنی‌های هم فشار اتکینسون [۳۹] جایابی شدند (شکل ۱۶) بر این اساس می‌توان گفت که فشار بخار سیال‌های درگیر منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره ۱ تا نزدیک به ۱۰۰بار در تغییر است. البته تعداد کمی از نمونه‌ها تا فشار ۲۲۰ بار را نیز نشان می‌دهند.

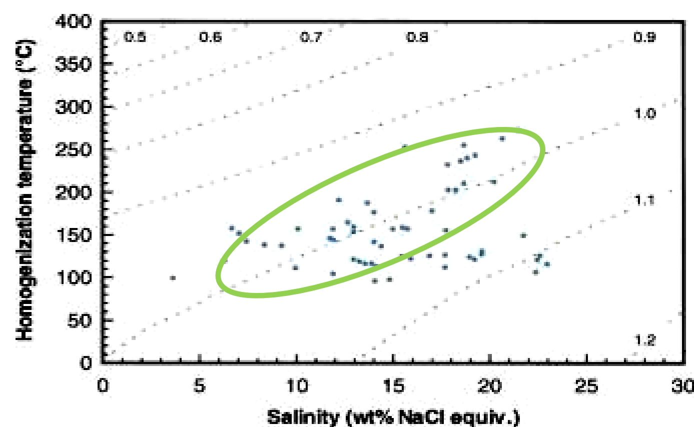
ترکیب داده‌های دمای همگن‌شدگی و شوری، چگالی سیال را صرف‌نظر از شرایط به‌دام افتادن، بدست می‌دهد. براساس توزیع داده‌ها، چگالی سیال کانی‌ساز در گستره ۰/۹ تا ۱/۱ گرم بر سانتی متر مکعب در تغییر است. الگوی توزیع داده‌ها نشان می‌دهد که چگالی غالب سیال در حدود ۱ گرم بر سانتی متر مکعب است (شکل ۱۷) و افزایش کم چگالی به احتمال بسیار ناشی از فرآیند جوشش سیال بوده که با آزادسازی بخش گازی، به افزایش چگالی مایع باقی مانده منجر شده است.

اگر سیا ل دچار جوشش شود، با فرض یک سامانه آب-شناسی که به سطح راه دارد، می‌توان از فشار بخار برای برآورد عمق به‌دام افتادن استفاده کرد و کمترین عمق سیال‌هایی که دچار جوشش نشده‌اند را به‌دست آورد. براین اساس، عمق به دام افتادن سیال ها ۸۰ متر برآورد شد (شکل ۱۸).

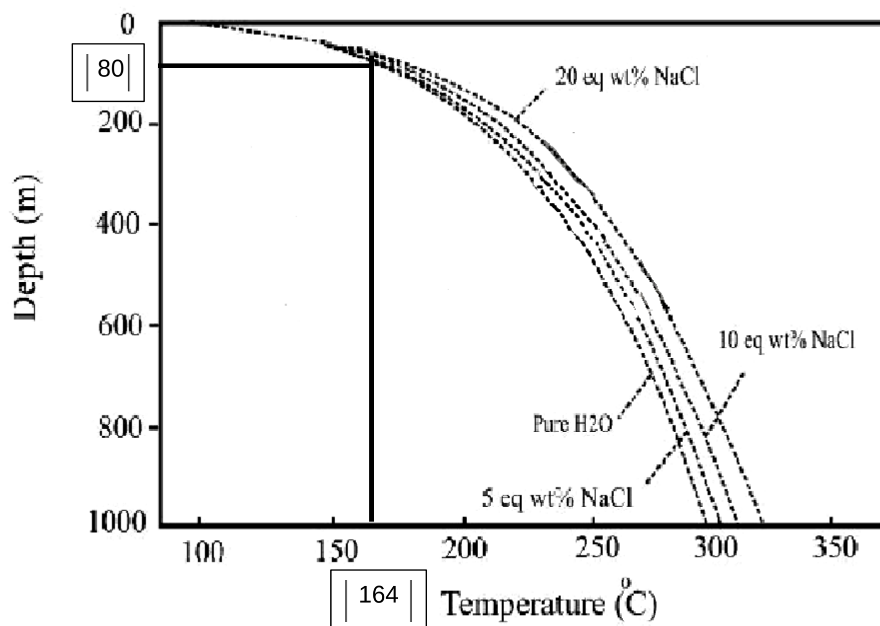


شکل ۱۶ تعیین فشار سیال در کانی کوارتز منطقه مورد بررسی بر اساس نمودار اتکینسون [۳۹].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]



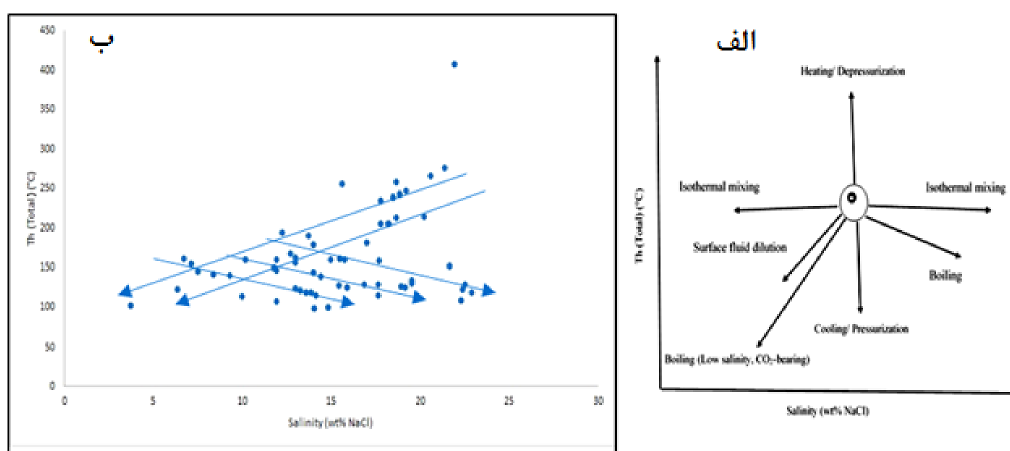
شکل ۱۷ گستره تغییرات چگالی سیال‌های درگیر (بر حسب $g.cm^{-3}$) منطقه موردبررسی [۴۰].



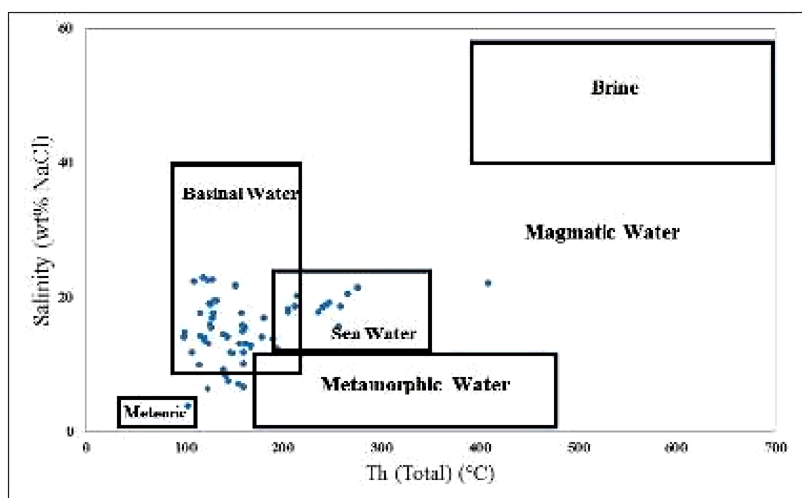
شکل ۱۸ جایابی دمای همگن‌شدگی یا جوشش در نمودار هاس [۴۱] برای برآورد عمق به دام افتادن سیال‌های درگیر [۴۰].

دو فرآیند معمول برای ایجاد شرایط لازم برای ته‌نشست مؤثر کانسار در حجم محدودی از سنگ، جوشش در سامانه‌های غنی از مواد فرار و آمیختگی سیال هستند [۴۰]. با جایابی داده‌های ریزدماسنجی سیال‌های درگیر منطقه موردبررسی در نمودار مرجع [۴۰] و تعیین روندهای تغییر سیال مشخص شد که دو فرآیند جوشش و رقیق شدن با آب‌های سطحی در تشکیل کوارتز نقش داشته‌اند (شکل ۱۹).

پیش بینی خاستگاه سیال با استفاده از نمودار کسلر [۴۲] نشان می‌دهد که سیال‌های درگیر بیشترین تمرکز را در گستره آب‌های حوضه‌ای دارند که به احتمال بسیار سیال با شست و شوی سنگ‌ها بالا آمده، در راستای گسل‌ها و شکستگی‌ها صعود کرده و در اثر آمیختگی با آب‌های دریایی در شیست‌ها و اسلیت‌های منطقه ته‌نشین شده است. تعداد کمی از نمونه‌ها در گستره آب‌های دریایی پراکنده شده‌اند که به احتمال بسیار سیال طی واکنش با سنگ در بر گیرنده در منطقه بالا آمده و در شیست‌ها ته‌نشین شده است. آمیختگی با آب‌های جوی نیز منجر به کاهش دما و شوری می‌شود (شکل ۲۰).



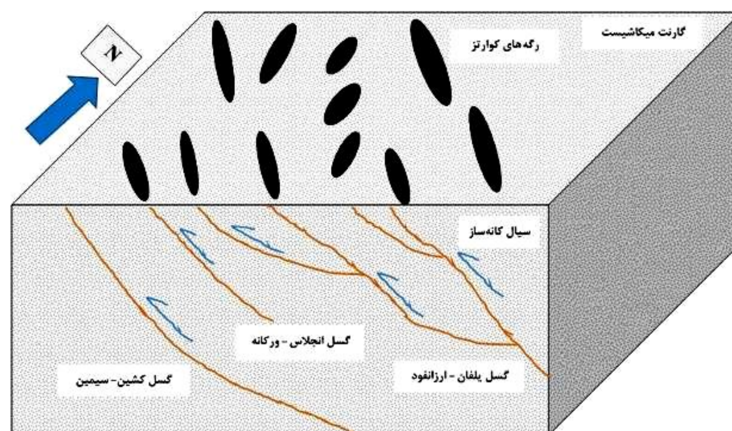
شکل ۱۹ الف) تعیین روندهای مؤثر در فرآیند سیال [۴۰]. ب) نمودار دمای همگن‌شدگی در برابر شوری سیال‌های درگیر منطقه مورد بررسی برای تعیین خاستگاه.



شکل ۲۰ نمودار شوری- دمای همگن‌شدگی برای تعیین خاستگاه سیال‌های منطقه ارزانفود [۴۱].

برداشت

منطقه مورد بررسی در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان واقع است. این بخش از ایران منطقه‌ای پرتکاپو بوده و سنگ‌های دگرگونی موجود در آن گواه این ادعاست. براساس شواهد صحرایی و نتایج میکروسکوپی، منطقه موردبررسی به طور گسترده دستخوش یک فاز دگرگونی ناحیه‌ای شده و نتیجه آن، وجود شیست‌هایی وابسته به تریاس پسین – ژوراسیک پیشین است. دو نوع رگه کوارتزی از نظر اندازه و ضخامت تشخیص داده شدند. در منطقه یلفان ضخامت و طول کم رگه‌ها به دلیل خاستگاه دگرگونی رگه‌ها در سنگ‌های با درجه کم (اسلیت) است و در ورکانه و ارزانفود طول رگه‌ها به دهها متر و عرض آنها حالت تا ۲ می‌رسد. علت این امر خاستگاه دگرگونی رگه‌ها در سنگ‌های با درجه بالاست که رگه‌ها ضخیم‌تر می‌شوند. بررسی سیال‌های درگیر برای کانی کوارتز، دمای همگن‌شدگی ۹۸ تا ۴۰۸ درجه سانتیگراد با میانگین ۱۶۴°C و درجه شوری ۳/۷۲ تا ۲۲/۹۱ با میانگین ۱۵/۳۴ درصد وزنی نمک طعام را نشان می‌دهد. دو فرآیند جوشش و رقیق شدن با آب‌های سطحی در کانی‌سازی نقش داشته‌اند. مدلی که برای تشکیل رگه‌های کوارتزی منطقه پیشنهاد می‌شود شامل مهاجرت سیال های برآمده از محل‌های پرفشار به محل های کم‌فشار است. محل‌های کم‌فشار در اثر فعالیت-های زمین ساختی شکل گرفته‌اند. این مناطق کم‌فشار بیشتر شامل درزه‌های اتساعی و محل لولای چین‌ها هستند. رگه‌های کوارتزی بر اثر سرد شدن سیال‌های گرمابی که در اثر عوامل زمین‌ساختی به حرکت درآمده‌اند تشکیل شده و درون گسل‌های دارای اتساع در منطقه موردبررسی جای‌گیری نموده اند (شکل ۲۱).



شکل ۲۱ طرحواره پیشنهادی برای تشکیل رگه‌های کوارتز در منطقه ارزانفود.

قدردانی

نگارندگان لازم می‌دانند از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا که با تامین بودجه لازم، اجرای این تحقیق را امکان پذیر کردند تشکر نمایند.

مراجع

[1] Baharifar A., Moinevaziri H., Bellon H., Pique A., *"The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectonometamorphic and plutonic events"*, Comptes Rendus Geoscience 336 (2004) 1443-1452.

[2] Sepahi A., Cavosie A., *"Consteraints on isotope thermometry of quartz-aluminosilicate veins in the Hamadan region using Oxygen stable isotopes"*, Iran journal of crystallography and mineralogy 13 (2005) 245-258.

[3] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran*", Journal of Asian earth Sciences 29 (2007) 859-877.

[4] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Hassanzadeh J., *" On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny"*, Lithos 58 (2016) 37-57.

[5] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., *"Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran". Islamic Republic of Iran*, Journal of Sciences 13 (2002) 249-254.

[6] Moradi A., Shabanian Boroujeni N., Davodian Dehkordi A.R., *" Evaluating the controls on province) "*, journal of Economic Geology 8 (2017) 343-358.

[7] Shahrokhi S.V., Adeli R., *" Geochemistry and Economic Geology Quartz Marzian (North Azna)."*, 11th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (2019).

[8] Ahmadi Khalaji A., Tahmasebi Z., *"Mineral chemistry of garnet in pegmatite and metamorphic rocks in the Hamedan area"*, journal of Economic Geology 7 (2015) 243-258.

[9] Masoudi F., Naderi F., *" Deformation Evidence for Regional, Contact and Dynamic Metamorphism in Aliabad Damagh Shear Zone (Hamadan)"*, Kharazmi Journal of Earth Sciences 1(2015)37-56.

[10] Mousavi S., Shahrokhi S.V., Zareisahamieh R.,*" Mineral chemistry of tourmaline and comparison of its types in pegmatites of Zamanabad Area, Hamadan province"*, Journal of Modern Findings in Geology1 (2021) 445-464.

[11] Farah pour M.M., Aliyani, F., Alizadeh Ganji S.M.S.,*" palaostrees analysis of quartz grains in regional metamorphic rock at east of Hamedan Batolith"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1 (2006) 43-54.

[12] Sadr A. H., Mohajjel M., Yasaghi A.,*" Structural Analysis Of The Zagros Collision Zone, West Aligodarz "*, GEOSCIENCES 19 (2010) 149-158.

[13] Izadi kian L., Mohajjel M., Alavi A.,*" Deformation Stages of the Metamorphic Rocks in Hamedan Area and Their Relationship with Alvand Intrusive Pluton"*, GEOSCIENCES 23 (2014) 187-198.

[14] Sadr A.H., Sepahi Garo A.A., Khanlari Gh.,*" The Study of The Structure Of The Structure Of The Alvand Granties "*, GEOSCIENCES 11 (2004) 90-103.

[15] Mohajjel M., Fergusson C. L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125-1139.

[29] Shahbazi H., Pourmoafi M., Ghorbani M., *"Petrology of migmatites in Simin-Eberou area, South of Hamedan"*, Journal of New Findings in Applied Geology 8 (2011) 1-13.

[30] Guillope M., Poirier J.P., "*Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study*", Journal of Geophysical Research 84 (1979) 5557-5567.

[31] Urai J., Means W.D., Lister G.S., "*Dynamic Recrystallisation of minerals. In: Heard HC, Hobbs BE (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume*", Geophys Monogr, Am Geophys Union, Washington DC 36 (1986) 161-200.

[32] Stipp M., Stünitz H., R., Heilbronner Schmid S.M., "*The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory, for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C"*, Journal of Structural Geology 24 (2002) 1861-1884.

[33] Jessell M.W., "*Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite*", Journal of Structural Geology 9 (1987) 1007-1014.

[34] Spear F. S., 1993. "*Metamorphic phase equilibria and pressure- temperature- time paths*", Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A.

[35] Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J., "*Crystal-Plastic Deformation, Recovery and Recrystallisation of Quartz*", In Atlas of Mylonites-and related microstructures, Springer, Berlin, Heidelberg (2010) 241-262.

[36] Shahabpour J., *"Economic Geology"*, Publications of Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, 3rd Edition, (2010) 543 p.

[37] Samson I., Anderson A., Marshall D., *" Fluid Inclusion: Analysis and Interpretation"*, Mineralogical Association of Canada Short Course 32 (2003) 374.

[38] Yang K., Bodnar R.J., *"Orthomagmatic origin for the Ilkwang Cu-W breccia-pipe deposit, southeastern Kyongsang Basin, South Korea"*, Journal of Asian Earth Sciences 24(2004) 259-270.

[39] Atkinson Jr A.B., *" A Model for the PTX Properties of H2O-NaCl"*, M.Sc. Thesis, Virginia Tech University, U.S.A, (2002) 126.

[40] Wilkinson J. J., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits"*, Lithos 55 (2001) 229-272.

[41] Haas J.L., *" Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the* H_2O *component in boiling NaCl solutions"*, USGS Bull 1421-A (1971) 93.

[42] Kesler S.E., *" Ore Forming Fluid"*, Element 1 (2005) 13-18.

[16] Eghlimi B., "*Geological map of Hamedan, Scale 1:100000,* Geological Survey and mineral exploration of Iran (2000).

[17] Fatahi E., Barati M., Alipoor R., *"The role of fault structures in the formation of quartz veins of the Arzanfood area, southeast of Hamadan"*, 11th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (2019).

[18] Whitney D.L., Evans B.V., *" Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[19] Howard M. J., *"Arkansas quartz crystals"*, Arkansas Geological Survey, Brochure Series 001 (2008).

[20] Rezapour M., Moazen M., Hajali Oghlu R., Simonz V., *"Introducing and describing the physical properties of hexagonal quartz containing garnet crystals in Qahrud area, Kashan (Isfahan province)"*, First National Geology and Mining Exploration Symposium, Kerman University (2014).

[21] Fatahi E., Barati M., Alipoor R., *"The role of fault structures in the formation of quartz veins of the Arzanfood area, southeast of Hamadan"*, 11th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (2019).

[22] Klein C., Hurberbut C. S. Jr., *" The manual of mineralogy"*, Johan Wiley and Sons (1985) 681.

[23] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman (2013) 496- 502.

[24] Maneta V., Voudouris P., *"QUARTZ MEGACRYSTS IN GREECE: MINERALOGY AND ENVIRONMENT OF FORMATION"*, Bulletin of the Geological Society of Greece 43 (2010) 685–696.

[25] Rahgoshay M., Monsef I., Shafaii Moghadam H., 2005. *"Plastic deformation of quartz in quartzite and quartz veins of Khoy ophiolitic massif, NW of Iran"*, Iran journal of crystaliography and mineralogy 13 (2005) 61-78.

[26] Elliott D., *" Diffusion flow laws in metamorphic rocks"*, Geological Society of America Bulletin 84 (1973) 2645-2664.

[27] Fisher D. M., Brantly S. L., Everett M., Dzvonik J., *"Cyclic fluid flow through a regionalally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism"*, Journal of Geophysical Research 100 (1995) 12881- 12894.

[28] Brantley S. L., Fisher D. M., Deines P., Clark M. B., Myers G., *"Segregation veins: evidence for the deformation and dewatering of low-grade metapelite"*, In M. B. Holness (ed), Deformation-enhanced fluid transport in the earth s crust and mantle. Chapman & Hall (1997).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.605]